



TESIS SF 142502

RELOKASI HIPOSENTER DATA GEMPA JEPANG
DENGAN MENGGUNAKAN *HYPPODD*

ANDRIAS SANGGRA WIJAYA
NRP. 1113201023

DOSEN PEMBIMBING
Prof. Dr.rernat. Bagus Jaya Santosa, M.Si

PROGRAM MAGISTER
BIDANG KEAHLIAN FISIKA BUMI
JURUSAN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER
SURABAYA
2016



TESIS SF 142502

HYPOCENTER RELOCATION EARTHQUAKE DATA IN JAPAN USING HYPODD

ANDRIAS SANGGRA WIJAYA
NRP. 1113201023

ADVISOR
Prof. Dr.rernat. Bagus Jaya Santosa, M.Si

MASTER PROGRAM
STUDY OF GEOPHYSICS
DEPARTMENT OF PHYSICS
FACULTY OF MATHEMATICS AND NATURAL SCIENCES
INSTITUTE OF TECHNOLOGY SEPULUH NOPEMBER
SURABAYA
2016


LEMBAR PENGESAHAN TESIS

Tesis disusun untuk memenuhi salah satu syarat memperoleh gelar
Magister Sains (M.Si)
di
Institut Teknologi Sepuluh Nopember

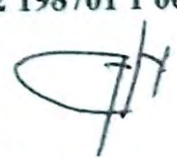
oleh:
Andrias Sanggra Wijaya
NRP. 1113201023

Tanggal Ujian : 21 Juni 2016
Periode Wisuda : September 2016


Disetujui oleh :


1. Prof. Dr. rer-nat. Bagus Jaya Santosa, S.U.
NIP.19620802 198701 1 001

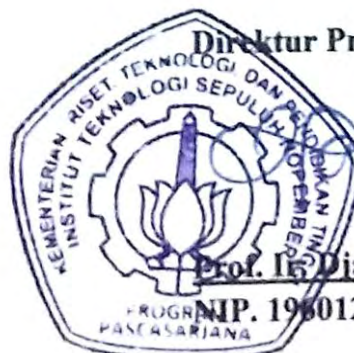
Pembimbing


2. Dr. rer-nat. Eko Minarto, M.Si
NIP. 19750205 199903 1 004

Penguji


3. Dr. rer-nat. Bintoro Anang Subagyo, M.Si
NIP. 19790719 200501 1 015

Penguji



Direktur Program Pascasarjana,


Prof. Ir. Djauhar Manfaat, M.Sc. Ph.D.

NIP. 19601202 198701 1 001

RELOKASI HIPOSENTER DATA GEMPA JEPANG DENGAN MENGUNAKAN *HYPDD*

Nama : Andrias Sanggra Wijaya

NRP : 1113 201 023

Pembimbing : Prof. Dr.rernat. Bagus Jaya Santosa, M.Si.

Abstrak

Penentuan relokasi hiposenter gempabumi sangat penting dilakukan untuk mendapatkan lokasi gempabumi dengan ketelitian yang tinggi, diperlukan untuk pemetaan kerawanan gempabumi, studi struktur kecepatan dan sebaran serta orientasi patahan mikro. Salah satu teknik yang sekarang ini digunakan untuk merelokasi gempabumi adalah dengan menggunakan HyppoDD. Relokasi dilakukan terhadap data gempabumi yang terjadi di wilayah Jepang yang terletak pada batasan koordinat, yaitu 20^0 LU – 50^0 LU dan 118^0 BT – 156^0 BT. Data gempa yang digunakan memiliki magnitudo $M \geq 5.0$ SR. Dari hasil relokasi data gempabumi pada wilayah Jepang tahun 2014-2015 dengan menggunakan hypoDD dapat disimpulkan bahwa hasil relokasi menunjukkan persebaran gempa bumi di Jepang didominasi pada batas lempeng antara Amerika Utara dengan lempeng Pasifik. Histogram RMS hasil relokasi menunjukkan nilai-nilai residual setelah dilakukan relokasi hiposenter gempabumi menggunakan hypoDD lebih banyak yang kurang dari 1.

Kata kunci: Relokasi hiposenter, HyppoDD.

HYPOCENTER RELOCATION EARTHQUAKE DATA IN JAPAN USING HYPODD

Name : Andrias Sanggra Wijaya
NRP : 1113 201 023
Advisor : Prof. Dr.rernat. Bagus Jaya Santosa, M.Si.

Abstract

Determination of earthquake hypocenter relocation is very important to get the location of earthquakes with high accuracy is required for mapping vulnerability to earthquakes, studies of the structure and distribution of the velocity and orientation of micro fractures. One of the techniques that are currently used to relocate earthquake is to use hyppoDD. Relocation conducted on the earthquake that occurred in Japan region that is located on the limits of the coordinates, 20° – 50° N and 118° – 156° E. Earthquake data used in magnitude $M \geq 5.0$ SR. From the results of the data relocation Japanese earthquake in the region in 2014–2015 by using hypoDD can be concluded that the relocation results showed the distribution of earthquakes in Japan dominated the North American plate boundary between the Pacific plate. RMS Histogram relocation results indicate residual values after the earthquake hypocenter relocation using more hypoDD less than 1

Key words: Hipocenter relocation, HyppoDD.

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	i
LEMBAR PENGESAHAN	ii
ABSTRAK	iii
KATA PENGANTAR	v
ABSTRACT	vi
DAFTAR ISI	vii
DAFTAR GAMBAR.....	ix
DAFTAR TABEL	x
DAFTAR LAMPIRAN	xi
BAB 1 PENDAHULUAN	1
1.1 LATAR BELAKANG.....	1
1.2 PERUMUSAN MASALAH	2
1.3 TUJUAN PENELITIAN	2
1.4 MANFAAT.....	3
1.5 BATASAN MASALAH	3
1.6 SISTEMATIKA PENULISAN	3
BAB 2 KAJIAN PUSTAKA	5
2.1 GELOMBANG SEISMIK	5
2.1.1 Gelombang Badan	5
<i>a. Gelombang P</i>	5
<i>b. Gelombang S</i>	5
2.1.2 Gelombang Permukaan	6
<i>a. Gelombang Rayleigh</i>	6
<i>b. Gelombang Love</i>	6
<i>c. Gelombang Stoneley</i>	6
2.2 GEMPA BUMI	7
2.3 METODE DOUBLE DIFFERENCE	12
BAB 3 METODA PENELITIAN	15
3.1 JENIS PENELITIAN	15
3.2 ALUR KERJA PENELITIAN	15

3.2.1 Studi Pustaka	15
3.2.2 Pemilihan Data	15
3.2.3 Pengolahan Data	16
3.3 RANCANGAN PENELITIAN	17
BAB 4 HASIL DAN PEMBAHASAN.....	25
4.1 Analisis pengolahan data dengan hypoDD	25
4.2 Relokasi Dengan Metode <i>DoubleDifference</i>	27
4.3 Diagram kompas dan rose	31
4.4 Histogram RMS hasil relokasi	33
BAB 5 KESIMPULAN DAN SARAN	35
5.1 Kesimpulan	35
5.2 Saran	35
DAFTAR PUSTAKA	37

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1 Penjalaran Gelombang	6
Gambar 2.2 Lempeng-lempeng tektonik di dunia	8
Gambar 2.3 Proses deformasi batuan	9
Gambar 2.4 Ilustrasi dari skema 3 titik pertubasi dalam 3 dimensi	16
Gambar 2.5 Contoh Skema urutan pertubasi titik	17
Gambar 2.6. Ilustrasi dari algoritma metode DD	18
Gambar 2.7 Diagram alir algoritma <i>HypoDD</i>	19
Gambar 3.1 Link download data gempa	21
Gambar 3.2 Command Prompt CMD	22
Gambar 3.3 Diagram Alur Penelitian	23
Gambar 4.1 Proses running ph2dt.inp dengan cygwin	25
Gambar 4.2 Proses running hypoDD.inp dengan cygwin	26
Gambar 4.3 Posisi stasiun pencatat gempa	27
Gambar 4.4 Hasil relokasi tiap cluster	28
Gambar 4.5 Plot hiposenter sebelum relokasi	28
Gambar 4.6 Plot hiposenter setelah relokasi	29
Gambar 4.7 Plot stasiun gempa dan hiposenter	29
Gambar 4.8 Plot hiposenter sebelum dan setelah relokasi	30
Gambar 4.9 Diagram Kompas	31
Gambar 4.10 Diagram Rose	32
Gambar 4.11 Histogram RMS	34

DAFTAR TABEL

Tabel 3.1 Parameter model kecepatan wilayah Jepang.....	24
---	----

DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran A (ph2dt.inp)	39
Lampiran B (Reloc.inp)	40

BAB 1

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Gempa bumi adalah gempa yang disebabkan oleh aktivitas tektonik. Proses terjadinya gempa tektonik merupakan akibat adanya gerakan dinamis lempeng-lempeng tektonik dunia yang saling berinteraksi. Gempa bumi mempunyai kandungan frekuensi yang bervariasi. Jadi untuk mengenali jenis gempa dapat dilakukan dengan melakukan analisa frekuensi waktu. Frekuensi waktu seismik akan menghasilkan waktu tiba gelombang dan amplitudo gelombang.

Pemetaan kerawanan gempa bumi, studi struktur kecepatan serta analisis seismisitas untuk studi global seperti proses tektonik maupun studi lokal memerlukan pengetahuan yang baik tentang penentuan hiposenter gempabumi yang akurat. Selain itu penentuan posisi hiposenter yang akurat juga bermanfaat dalam analisis struktur detail, misalnya identifikasi zona patahan dan sebaran serta orientasi patahan mikro. Masalah terbesar dari analisis seismisitas adalah adanya ketidakpastian penentuan lokasi hiposenter yang sering kali jauh dari dimensi patahan sumber gempabumi tersebut, hal ini menyebabkan sulit untuk menginterpretasi struktur geologi dengan baik.

Akurasi dari lokasi absolut hiposenter ditentukan oleh beberapa faktor, termasuk diantaranya adalah tipe dan banyaknya gelombang seismik yang terekam pada stasiun, geometri stasiun pengamat yang ada, akurasi pembacaan waktu tiba serta pengetahuan tentang struktur kecepatan gelombang seismik. Untuk skala lokal, faktor geometri pada prinsipnya bisa diperbaiki dengan menambah jumlah stasiun pengamat, sedangkan faktor kesalahan model kecepatan dan akurasi pembacaan waktu tiba membutuhkan analisis yang lebih lanjut. Model kecepatan bawah permukaan pada umumnya tidak bisa ditentukan dengan pasti karena keterbatasan data yang ada dan kompleksitas struktur bawah permukaan. Pendekatan model sederhana bawah permukaan yang tepat diperlukan untuk dapat menentukan posisi hiposenter

dengan baik. Banyak teknik yang telah dikembangkan untuk menentukan lokasi hiposenter lebih tepat. Salah satu teknik untuk merelokasi hiposenter gempa bumi adalah dengan algoritma *double difference* (perbedaan ganda). Teknik ini termasuk ke dalam metode penentuan lokasi hiposenter relatif. Teknik *double difference* didasarkan pada kenyataan bahwa jika terdapat perbedaan jarak antara dua hiposenter yang sangat kecil dibandingkan dengan jarak antara kedua hiposenter tersebut terhadap stasiun dan memiliki skala kecepatan heterogenitas yang bisa dikatakan sama maka pola sinar gelombang yang dihasilkan dapat dikatakan identik antara kedua hiposenter tersebut. Ini dapat diartikan pula bahwa dua gempa bumi yang terekam pada stasiun yang sama akan memberikan kontribusi perbedaan pada jarak.

Jepang merupakan daerah yang memiliki aktivitas gempa bumi yang cukup tinggi. Sistem lempeng tektonik yang terjadi di Jepang merupakan hasil dari interaksi lima lempeng, diantaranya adalah lempeng Eurasia, lempeng Amur, lempeng Okhotsk, lempeng Pasifik, dan lempeng samudera Filipina. Karena letaknya yang berada pada jalur-jalur lempeng aktif menjadikan Jepang sangat rawan terjadi gempa bumi. Gempa bumi merupakan adanya getaran pada bumi akibat perambatan gelombang yang menyebar ke seluruh penjuru yang terjadi akibat adanya tekan dari pergeseran lempeng bumi atau disebut juga dengan gempa tektonik. Akibat dari kejadian ini menghasilkan deformasi-deformasi lanjutan pada permukaan benua yang dapat menimbulkan kerusakan. Keberadaan aktivitas tersebut dapat diidentifikasi berdasarkan distribusi hiposenter gempa bumi. Untuk menghasilkan pencitraan yang baik, maka keakuratan penentuan lokasi hiposenter gempa bumi sangatlah dibutuhkan. Hal ini dapat dilakukan dengan menggunakan teknik penentuan lokasi gempa bumi relatif, salah satunya adalah *double difference*.

Penelitian ini bertujuan untuk melakukan relokasi pusat gempa bumi dari data gempa tahun 2014-2015 pada wilayah Jepang menggunakan teknik *hyppo double difference (hyppoDD)*. Relokasi diharapkan mampu meningkatkan keakuratan posisi sumber gempa bumi sehingga diperoleh

posisi sumber gempabumi yang dapat dijadikan sebagai acuan dalam studi kegempabumian lebih lanjut.

1.2 Perumusan Masalah

Berdasarkan latar belakang di atas, rumusan masalah dalam penelitian ini yaitu bagaimana hasil relokasi gempabumi dari data gempa wilayah Jepang tahun 2014-2015 dengan menggunakan teknik *hyppoDD*?

1.3 Tujuan Penelitian

Tujuan dalam penelitian ini adalah menganalisa hasil relokasi gempabumi dari data gempa wilayah Jepang tahun 2014-2015 dengan menggunakan teknik *hyppoDD*.

1.4 Manfaat Penelitian

Berdasarkan tujuan penelitian tersebut, maka penelitian ini diharapkan dapat memberi manfaat yaitu relokasi diharapkan mampu meningkatkan keakuratan posisi sumber gempabumi sehingga diperoleh posisi sumber gempabumi yang dapat dijadikan sebagai acuan dalam studi kegempabumian lebih lanjut.

1.5 Batasan Masalah

Batasan masalah dalam penelitian ini adalah:

1. Data gempa yang digunakan adalah data gempa tahun 2014-2015 pada wilayah Jepang.
2. Metode yang digunakan untuk penentuan relokasi data gempa adalah metode *double difference*.
3. Data gempa yang digunakan memiliki magnitudo $\geq 5,0$ SR.

1.6 Sistematika Penulisan

Sistematika penulisan proposal tesis ini secara garis besar terdiri dari:

Bab 1 pendahuluan yang berisi latar belakang, rumusan masalah, tujuan, manfaat, batasan masalah, dan sistematika penulisan.

Bab 2 tinjauan pustaka yang memuat teori-teori yang menjadi acuan dalam melakukan penelitian.

Bab 3 metodologi penelitian yang menjelaskan prosedur kerja.

Bab 4 hasil penelitian dan pembahasan.

Bab 5 penutup yang berisi kesimpulan dan saran.

Daftar pustaka dan lampiran.

BAB 2

KAJIAN PUSTAKA

2.1 Gelombang Seismik

Gelombang yang menjalar pada medium bumi disebut sebagai gelombang seismik, fenomena gempa bumi merupakan salah satu manifestasi dari penjalaran gelombang seismik pada medium bumi. Gelombang gempa mempunyai perioda berkisar pada frekuensi terendah gelombang bunyi yang dapat terdengar oleh telinga manusia hingga perioda sebesar satu jam.

Gelombang seismik yang menjalar pada suatu medium dibedakan menjadi dua kategori utama yaitu:

2.1.1 Gelombang badan

Merupakan gelombang yang menjalar pada badan medium, gelombang ini dikelompokkan lagi menjadi dua macam, yaitu:

a. Gelombang P

Disebut sebagai *gelombang primer* atau *longitudinal* yang dapat menjalar di semua medium (padat, cair, dan gas) dengan gerakan partikel medium yang dilewatinya adalah searah dengan penjalaran gelombang P tersebut.

b. Gelombang S

Disebut sebagai *gelombang sekunder* atau *transversal* yang hanya bisa merambat dalam medium padat dengan gerakan partikel medium yang dilewatinya adalah tegak lurus terhadap penjalaran gelombang S tersebut. Gelombang S dibedakan menjadi dua, yaitu:

➤ Gelombang SV

Merupakan gelombang S dengan arah gerakan partikelnya vertikal.

➤ Gelombang SH

Merupakan gelombang S dengan arah gerakan partikelnya horisontal.

2.1.2 Gelombang permukaan

Merupakan gelombang yang terpandu oleh permukaan bidang batas medium. Gelombang ini dibagi menjadi tiga macam, yaitu:

a. Gelombang Rayleigh

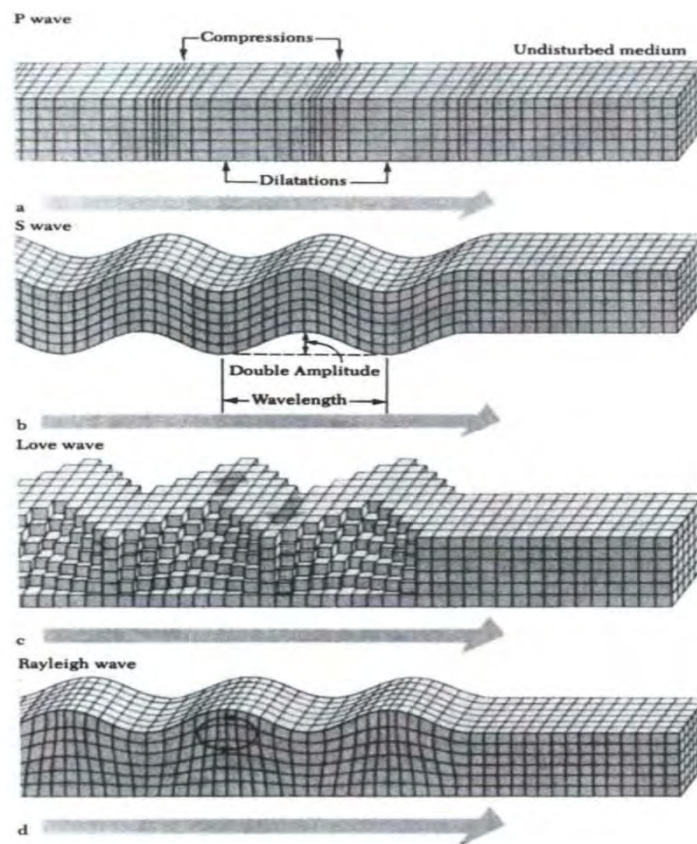
Gelombang yang terpandu pada permukaan bebas (*free boundary*) medium berlapis maupun homogen dengan gerakan partikel mediumnya adalah *eliptik retrograd*.

b. Gelombang Love

Gelombang yang terpandu oleh permukaan bebas dengan gerakan partikel sama seperti SH dan terbentuk oleh gelombang SH.

c. Gelombang Stoneley

Gelombang yang terpandu oleh bidang batas antar medium dengan gerakan partikel serupa dengan SV.



Gambar 2.1 Penjalaran gelombang (a) P, (b) S, (c) *Love*, dan (d) *Rayleigh* (Lay dan Wallace, 1995).

2.2 Gempa Bumi

Gempa bumi adalah tanah yang bergerak akibat pelepasan energi secara tiba-tiba dari dalam kerak bumi (Elnashai dan Sarno, 2008). Sedangkan menurut Zen dkk pada tahun 1987 dalam Hasmar (1998) menyatakan gempa bumi sebagai gerakan yang tiba-tiba atau suatu rentetan tiba-tiba dari tanah dan bersifat *transient* yang berasal dari suatu daerah terbatas dan menyebar dari titik tersebut ke segala arah.

1. Penyebab Terjadinya Gempa Bumi

Konsep paling mutakhir yang dianut oleh para ilmuwan sekarang yaitu Teori Tektonik Lempeng. Teori ini lahir pada pertengahan tahun enampuluan. Teori ini terutama didukung oleh adanya Pemekaran Tengah Samudera (Sea Floor Spreading) dan bermula di Pematang Tengah Samudera (Mid Oceanic Ridge : MOR) yang diajukan oleh Hess (1962).

Menurut teori ini, bagian luar bumi merupakan kulit yang tersusun atas lempeng-lempeng tektonik yang saling bergerak. Di bagian atas disebut lapisan *litosfer* merupakan bagian kerak bumi yang tersusun dari material yang kaku. Lapisan ini mempunyai ketebalan sampai kedalaman 80 km di daratan dan sekitar 15 km di bawah samudra. Lapisan di bawahnya disebut astenosfir yang berbentuk padat dan materinya dapat bergerak karena perbedaan tekanan (Afnimar, 2009).

Gempa bumi terjadi ketika batuan mengalami peretakan di bawah tanah saat dua lempeng tektonik bergesekan satu sama lain. Sentakannya menimbulkan getaran atau gelombang kejut di bawah tanah yang menjalar melalui bumi, naik keatas dan menyebar sepanjang permukaan. Semakin panjang pecahannya gempa yang terjadi semakin besar (Bowler, 2003).

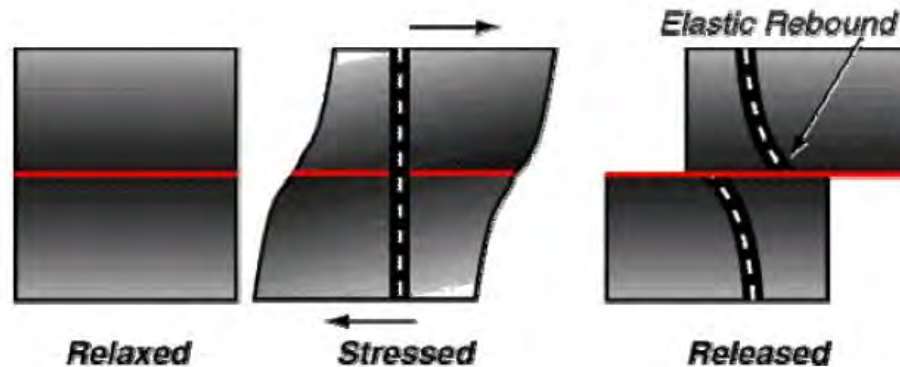


Gambar 2.2 Lempeng-lempeng tektonik di dunia (vulcan.wr.usgs.gov)

Teori yang menjelaskan mekanisme terjadinya gempa bumi dikenal sebagai “*Elastic Rebound Theory*”. Menurut teori *Elastic Rebound* yang dinyatakan oleh Seismolog Amerika, Reid (Bullen dan Bolt, 1985) menyatakan bahwa gempa bumi merupakan gejala alam yang disebabkan oleh pelepasan energi regangan elastik batuan yang disebabkan adanya deformasi batuan yang terjadi pada lapisan litosfer. Deformasi batuan terjadi akibat adanya tekanan (*stress*) dan regangan (*strain*) pada lapisan bumi. Tekanan atau regangan yang terus-menerus menyebabkan daya dukung pada batuan akan mencapai batas maksimum dan mulai terjadi pergeseran dan akhirnya terjadi patahan secara tiba-tiba. Mekanisme gempa bumi dapat dijelaskan secara singkat sebagai berikut:

Jika terdapat 2 buah gaya yang bekerja dengan arah berlawanan pada batuan kulit bumi, batuan tersebut akan terdeformasi, karena batuan mempunyai sifat elastik. Bila gaya yang bekerja pada batuan dalam waktu yang lama dan terus menerus, maka lama kelamaan daya dukung pada batuan akan mencapai batas maksimum dan akan mulai terjadi pergeseran. Akibatnya batuan akan mengalami patahan secara tiba-tiba sepanjang bidang *fault*. Setelah itu batuan akan kembali stabil, namun sudah mengalami perubahan bentuk atau posisi. Pada saat batuan mengalami gerakan yang tiba-tiba akibat

pergeseran batuan, energi stress yang tersimpan akan dilepaskan dalam bentuk getaran yang kita kenal sebagai gempa bumi.



Gambar 2.3 Proses deformasi batuan yang mengakibatkan terjadinya gempa bumi. Garis putus-putus merupakan garis imajiner yang menunjukkan posisi batuan sebelum dan sesudah daya dukung batuan terlampaui. Garis merah horizontal pada akhir proses deformasi merupakan bidang sesar yang terjadi.

Gempa bumi memancarkan energi melalui bumi dalam bentuk gelombang. Gelombang-gelombang ini dirasakan sebagai getaran (gempa bumi), meskipun pada jarak yang jauh dari sumber. Getaran ini disebut gelombang seismik. Gerakan kerak bumi yang dikaitkan dengan gelombang seismik diukur oleh seismograf (Tjasyono, 2009).

2. Sumber Gempa Bumi

Gempa bumi hampir selalu terjadi pada sesar yang mempresentasikan batas antara dua media *rigid* yang bisa bergerak relative satu terhadap yang lainnya. Secara khusus, gempa terjadi pada sesar-sesar yang teridentifikasi dari pemetaan geologi. Gempa-gempa yang terjadi di darat dan cukup dekat dengan permukaan sering memperlihatkan bukti-bukti dalam bentuk dislokasi tanah, seperti gempa Luzon tahun 1990 (Afnimar, 2009).

Satu terobosan utama yang pertama dalam memahami mekanisme gempa bumi adalah teori bingkask elastik pada suatu sesar yang diusulkan oleh H. Reid. Dalam model ini, material pada sisi sesar, saling bergerak secara relative dan terdeformasi sebagai respon terhadap tegangan, tetapi gesekan pada bidang sesar „menguncinya“ dan terhindar dari *slip*. Akhirnya, akumulasi regangan dalam batuan melebihi gaya pada batuan untuk bertahan, dan terjadi

slip, menghasilkan gempa bumi. Konsep ini suatu terobosan utama, karena sesar yang terlihat di permukaan dahulu dipandang sebagai efek sampingan dari pada sebagai penyebabnya. Gempa-gempa besar biasanya terjadi pada batas-batas lempeng.

Dari sudut pandang teori bingkask elastik, ini merupakan bagian yang paling dramatis dari siklus gempa. Segera sebelum terjadi *break* atau *rupture* pada hiposenter, ada tingkat preseismik yang berasosiasi dengan gempa-gempa kecil (*foreshock*) atau efek precursor yang lainnya. Tidak semua gempa didahului oleh *foreshock*. Gempa bumi (*mainshock*) sendiri menandai fasa seismik, selama terjadi gerakan sangat cepat pada sesar yang menghasilkan gelombang seismik. Akhirnya, fasa postseismik terjadi mengikuti gempa utama, dan *aftershock* mungkin akan terjadi sampai tahunan. *Aftershock* lebih kecil daripada *mainshock* dan terletak dalam jarak satu sampai dua kali panjang sesar dari posisi sesar *mainshock*. Umumnya, semakin besar *mainshock*, semakin besar dan semakin banyak terjadi *aftershock*, dan lebih lama periode terjadinya (Afnimar, 2009).

Gelombang seismik yang diradiasikan dari sumber gempa merefleksikan geometri dari sesar dan pergerakan sesar itu sendiri selama terjadi *rupture*. Oleh karena itu, gelombang seismik dapat dipakai untuk mendapatkan kinematika dari sesar. Pengukuran geodesi dan observasi geologi dapat dipakai sebagai pelengkap dalam *studi* mekanisme *rupture*, kecuali untuk daerah laut atau pada gempa-gempa dalam (Afnimar, 2009).

3. Tipe Gempa Bumi

a. Tipe Gempa Bumi Berdasarkan Getaran Gelombang

Menurut Mogi (1967) dalam Gare (2001), pola umum terjadinya gempa dapat dibedakan menjadi 3, yaitu :

Tipe I : Gempa ini tidak memiliki Getaran pendahuluan, memiliki getaran utama dengan getaran susulan yang sangat banyak. Tipe ini, terjadi pada lokasi dengan tingkat fisik batuan yang sangat homogen. Proses terjadinya sangat sulit diperkirakan, akan tetapi berakhirnya getaran susulan mengikuti sifat peluruhan energi secara umum.

Tipe II : Gempa tipe ini merupakan gempa bumi yang sangat komplit.

Artinya, memiliki getaran pandahuluan yang cukup, punya getaran utama dan getaran susulan yang sangat banyak. Kejadiannya sangat terkait dengan pelepasan energi potensial gempa pada medium fisik batuan yang agak heterogen. Perkiraan datangnya gempa susulannya, mengikuti sifat peluruhan energi secara umum. Pemantauan yang dilakukan secara cermat di daerah bencana, akan sangat membantu dalam memberikan data untuk perhitungan berakhirnya getaran di daerah bencana itu.

Tipe III: Gempa tipe ini sering disebut gempa *swarm*. Gempa ini, tidak memiliki getaran utama. Rangkaian getarannya datang secara tidak jelas-tidak teratur. Demikian halnya, berakhirnya pun tidak teratur. Artinya dapat berkepanjangan atau secara tiba-tiba saja berhenti. Kejadiannya sangat terkait dengan pelepasan energi pada kosentris. Dan umumnya terjadi pada daerah vulkanis atau pasca vulkanis.

b. Tipe Gempa Bumi Berdasarkan Hiposentrum

1. Gempa Dangkal, jika hiposentrumnya berjarak kurang dari 100 km dihitung dari permukaan bumi
2. Gempa Intermediet, jika hiposentrumnya berjarak antara 100-300 km
3. Gempa Dalam, jika hiposentrumnya berjarak 300-700 (Gare, 2001).

Hiposentrum adalah titik atau garis tempat peristiwa gempa dipandang tegak lurus dari permukaan bumi

c. Gempa bumi berdasarkan kekuatan

Berdasarkan kekuatan, Hagiwara dalam Subardjo (2004) mengklasifikasikan gempa bumi menjadi:

1. Gempa sangat besar, $M > 8,0$
2. Gempa besar, $7,0 < M < 8,0$
3. Gempa sedang, $4,0 < M < 5,0$
4. Gempa kecil $3,0 < M < 4,0$
5. Gempa mikro, $1,0 < M < 3,0$
6. Gempa ultra mikro, $M < 1,0$

dimana M merupakan magnitudo.

Magnitudo adalah ukuran logaritmik dari kekuatan gempa bumi atau ledakan yang berdasarkan pengukuran instrument. Atau dengan kata lain, berdasarkan pengukuran amplitudo maksimum pada seismik. Kemudian magnitudo secara skala relatif terhadap suatu kekuatan gempa bumi. Jadi, pengukurannya sangat mudah, sehingga terus populer pemakaiannya. Skala logaritmik dipakai karena amplitudo gelombang seismik dari gempa variasinya tinggi. Skala magnitudo berdasarkan pada beberapa asumsi sederhana, yaitu :

- Dua gempa dengan kekuatan yang berbeda dan direkam dengan geometri sumber penerima yang sama, maka kejadian yang lebih besar adalah yang akan menghasilkan amplitudo yang lebih besar
- Magnitudo seharusnya adalah ukuran energi yang dilepaskan, karena itu sebanding dengan kecepatan gerakan tanah, yaitu A/T maksimum. A adalah *displacement* dari fasa gempa yang dipakai dengan perioda T .
- Penurunan amplitudo karena efek geometri dan atenuasi yang diketahui secara statistik. Hal ini dikompensasi dengan fungsi kalibrasi $F(\Delta, h)$. secara sumber seperti directivity dapat dikoreksi secara regional C_r dan pengaruh lokal seperti struktur batuan lokal, topografi dan lain-lain dikoreksi dengan station koreksi C_s (Afnimar, 2009).

2.3 Metode *Double Difference*

Prinsip metode ini adalah jika jarak persebaran hiposenter antara dua gempa sangat kecil dibanding jarak antara hiposenter stasiun, maka *raypath* kedua gempa dapat dianggap mendekati sama. Dengan asumsi ini, selisih waktu tempuh antara kedua gempa yang terekam pada satu stasiun yang sama dapat dianggap hanya sebagai fungsi jarak antara kedua hiposenter. Sehingga kesalahan model kecepatan bisa diminimalisasi tanpa menggunakan koreksi stasiun (Waldhauser dan Ellsworth, 2000).

Metode ini merupakan pengembangan dan modifikasi dari metode Geiger (Geiger, 1910) dengan menggunakan selisih waktu tempuh pasangan gempa yang berasal dari data katalog ataupun korelasi silang dari data *waveform*.

Perbedaan antar selisih waktu tempuh observasi dan kalkulasi dari dua data gempa (dr_{ij}) dapat didefinisikan sebagai berikut:

$$dr_k^{ij} = (T_k^i - T_k^j)^{obs} - (T_k^i - T_k^j)^{cal} \quad (2.1)$$

Persamaan (2.1) mengekspresikan waktu tempuh residual (dr_k^{ij}) dari dua gempa bumi i dan j di stasiun pengamat k yang dihitung berdasarkan perbedaan waktu tempuh observasi dan kalkulasi untuk dua gempa. T_k^i adalah waktu tempuh gempa i ke stasiun k , sedangkan T_k^j adalah waktu tempuh gempa j ke stasiun k .

Jika *slowness* tidak konstan akibat hubungan antara waktu tempuh dan lokasi gempa bumi tidak linier, maka persamaan (2.1) dapat dilinierkan menggunakan ekspansi Taylor orde pertama sebagai berikut:

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial T_k^i}{\partial x} dx^i + \frac{\partial T_k^i}{\partial y} dy^i + \frac{\partial T_k^i}{\partial z} dz^i + d\tau^i - \frac{\partial T_k^j}{\partial x} dx^j - \frac{\partial T_k^j}{\partial y} dy^j - \frac{\partial T_k^j}{\partial z} dz^j - d\tau^j \quad (2.2)$$

Parameter-parameter hiposenter direpresentasikan oleh x , y , z , dan τ yang merupakan posisi dan waktu awal. Waktu tempuh residual ditentukan oleh perubahan ke-4 parameter untuk setiap 2 gempa yang terlibat dalam pasangan gempa bumi.

Jika persamaan (2.2) disusun dalam matriks untuk sejumlah n gempa yang diamati di stasiun k maka elemen penyusun matriksnya adalah sebagai berikut:

$[G] =$

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial T_k^1}{\partial x} & \frac{\partial T_k^1}{\partial y} & \frac{\partial T_k^1}{\partial z} & 1 & -\frac{\partial T_k^2}{\partial x} & -\frac{\partial T_k^2}{\partial y} & -\frac{\partial T_k^2}{\partial z} & -1 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ \frac{\partial T_k^1}{\partial x} & \frac{\partial T_k^1}{\partial y} & \frac{\partial T_k^1}{\partial z} & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & -\frac{\partial T_k^3}{\partial x} & -\frac{\partial T_k^3}{\partial y} & -\frac{\partial T_k^3}{\partial z} & -1 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \frac{\partial T_k^{n-1}}{\partial x} & \frac{\partial T_k^{n-1}}{\partial y} & \frac{\partial T_k^{n-1}}{\partial z} & 1 & -\frac{\partial T_k^n}{\partial x} & -\frac{\partial T_k^n}{\partial y} & -\frac{\partial T_k^n}{\partial z} & -1 \end{bmatrix}$$

$$[m]^T = [dx^1 \quad dy^1 \quad dz^1 \quad d\tau^1 \quad \dots \quad dx^n \quad dy^n \quad dz^n \quad d\tau^n]^T$$

$$[d]^T = [dr_k^{12} \quad dr_k^{13} \quad \dots \quad dr_k^{ij}]^T \quad (2.3)$$

Persamaan (2.3) dapat ditulis lebih sederhana dalam bentuk berikut:

$$WGm = Wd \quad (2.4)$$

Matriks G mengandung turunan parsial waktu tempuh pasangan gempa terhadap parameter model, berukuran $M \times 4N$ dengan M adalah jumlah dari

observasi *double difference* dan N adalah jumlah gempa bumi. Matriks d berisi residual waktu tempuh seluruh pasangan gempa, berukuran M x 1 dan m merupakan matriks yang berisi vektor perubahan posisi relatif pasangan hiposenter terhadap posisi relatif hiposenter dugaan (awal) tiap pasangan hiposenter pada satu kelompok (*cluster*), berukuran 4N x 1. Setiap persamaan akan dibobotkan dalam matriks diagonal W. W adalah pembobotan apriori berdasarkan kualitas dari *picking* tiap *event* dengan nilai dari 0 dan 1. Waktu tiba gelombang P dan S dibobotkan secara sama (Aswad, 2010).

❖ Perhitungan Hiposenter

Salah satu metode untuk menentukan hiposenter adalah dengan analisis beda waktu tiba sinyal seismik yang datang pada beberapa stasiun. Jika menggunakan banyak stasiun, perlu diketahui terlebih dahulu faktor k (koefisien jarak). Dasar perhitungannya adalah dengan menggunakan rumus perhitungan sebagai berikut:

$$\begin{aligned}(X - X_1)^2 + (Y - Y_1)^2 + (Z - Z_1)^2 &= (t_i - t_0)^2 V_p^2 \\ (t_i - t_0) V_p &= (S - P)_i k\end{aligned}\tag{2.5}$$

Dimana,

- I = 1, 2, 3, dan 4 (stasiun ke-i)
- X, Y, Z = koordinat sumber gempa yang tidak diketahui
- (X, Y, Z) i = koordinat stasiun seismograph
- k = koefisien jarak yang tidak diketahui
- t_i = waktu tiba gelombang P
- t_0 = saat terjadinya gempa yang tidak diketahui

Konstanta jarak (k) adalah merupakan konstanta OMORI:

$$D = \frac{V_P \cdot V_S}{V_P - V_S}\tag{2.6}$$

Dimana,

- V_P = cepat rambat gelombang P
- V_S = cepat rambat gelombang S
- D = jarak *hiposenter* (sumber gempa)

❖ *Ray tracing*

Ray tracing merupakan tahapan yang paling penting dalam inversi geofisika yang berhubungan dengan gelombang salah satunya metode tomografi. Kalau bisa merekonstruksi jejak dari gelombang tersebut, maka bisa tahu medium yang telah dilalui gelombang tersebut. *Ray tracing* digunakan untuk menghitung *travel time* melalui model kecepatan. *Ray tracing* menggunakan metode *pseudo-bending* (Junho Um dan Clifford Thurber, 1987) dalam *ray tracing* untuk inversi tomografi. Metode *pseudo bending* menggunakan prinsip Fermat dimana gelombang merambat dengan waktu tempuh tercepat. Waktu tempuh (T) sepanjang lintasan gelombang dapat diekspresi sebagai sebuah persamaan integral di antara 2 titik, seperti di bawah ini.

$$T = \int_{source}^{receiver} \frac{l}{v} dl \quad (2.7)$$

dimana:

l = panjang *ray*

V = kecepatan gelombang

Dalam perhitungan waktu tempuh gelombang secara penjumlahan numerik sepanjang *ray segment*, persamaan waktu tempuh gelombang dapat dituliskan kembali dengan menggunakan cara *trapezoidal*:

$$T = \sum_{k=2}^n |X_k - X_{k-1}| \left(\frac{1}{V_k} + \frac{1}{V_{k-1}} \right) / 2 \quad (2.8)$$

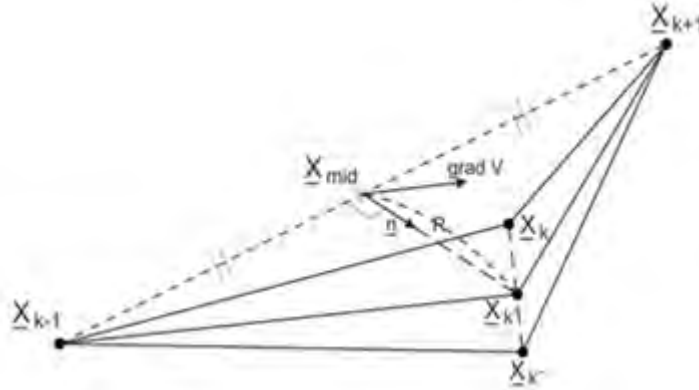
dimana:

n = nomor dari titik definisi *ray*

X_k = vektor posisi dari titik ke- k

V_k = kecepatan gelombang pada titik ke- k

Dengan melibatkan 3 titik yang berdekatan seperti gambar di bawah ini.



Gambar 2.4 Ilustrasi dari skema 3 titik pertubasi dalam 3 dimensi.

Ray segment awal (X_{k-1} , X_k , dan X_{k+1}) setelah dipertubasi dengan pendekatan persamaan (2.9) dan (2.11) didapat titik mid-point yang baru (2.12). Konvergensi dapat dipertinggi dengan memperbesar pertubasi hingga komponen gradien kecepatan akan paralel dengan *ray*. Jadi komponen normal gradien kecepatan pada vektor dari *ray* selalu antiparalel dengan *ray path curvature*. Arah *ray* lokal adalah pendekatan yang didapat dengan arah dari garis di antara 2 titik *ray segment* dan komponen dari normal gradien kecepatan untuk arah tersebut mendefinisikan arah kelengkungan.

$$\bar{n}' = (\text{grad } V) - \frac{[(\text{grad } V) \cdot (X_k - X_{k-1})](X_k - X_{k-1})}{|X_k - X_{k-1}|^2} \quad (2.9)$$

dimana vektor unit dari komponen gradien kecepatan paralel untuk arah *ray*:

$$\bar{n} = \frac{n'}{|n'|} \quad (2.10)$$

Nilai dari pertubasi R_c sepanjang arah dihasilkan dari penurunan persamaan (2.8) sepanjang *ray segment*, maka didapat persamaan :

$$R_c = -\frac{cV_{mid+1}}{(4cn \cdot (\text{grad } V)_{mid})} + \sqrt{\left[\frac{(cV_{mid+1})^{1/2}}{(4cn \cdot (\text{grad } V)_{mid})^2} + \frac{L^2}{2cV_{mid}} \right]} \quad (2.11)$$

dimana :

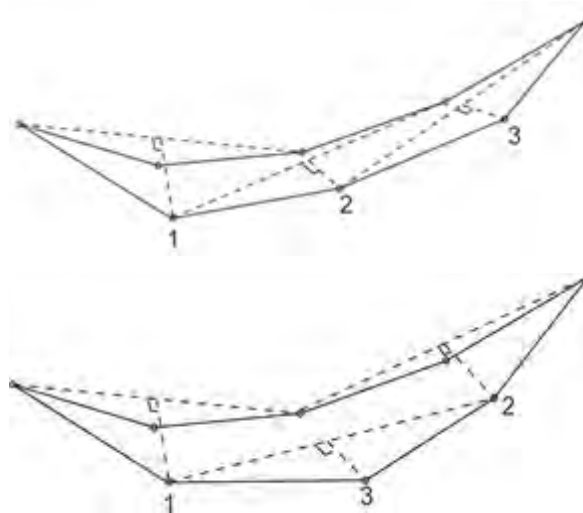
$$L = |X_k - X_{mid}|$$

$$c = \left(\frac{1}{V_k} + \frac{1}{V_{k-1}} \right) / 2$$

dari persamaan (2.11) didapat nilai :

$$X'_k = X_{mid} + nRc \quad (2.12)$$

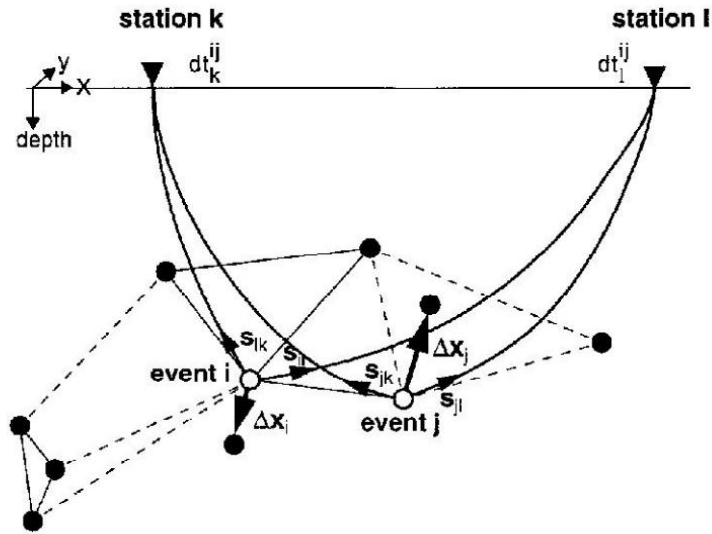
Junho Um dan Clifford Thurber dalam tulisannya memberikan 2 alternatif aplikasi 3 titik pertubasi untuk semua titik sepanjang ray dimana 5 titik pada gambar ini telah memperlihatkan ray tersebut.



Gambar 2.5 Contoh Skema urutan pertubasi titik dari kiri ke kanan yang digunakan dalam algoritma pemograman *ray tracing* dan dari kiri dan kanan menuju tengah.

❖ Relokasi Hiposenter Dengan Metode *Double Difference*

Metode *double difference* merupakan suatu metode penentuan posisi relatif hiposenter gempa. Metode ini menggunakan data waktu tempuh antara pasangan gempa ke suatu stasiun pengamat. Prinsip metode ini adalah jika jarak antara dua gempa yang dipasangkan relatif kecil dibandingkan dengan jarak antara stasiun dengan masing-masing gempa yang dipasangkan, maka *raypath* dan *waveform* kedua gempa tersebut dapat dianggap hampir sama. Dengan asumsi ini, maka selisih waktu tempuh antara kedua gempa yang terekam pada satu stasiun yang sama dapat dianggap sebagai fungsi jarak antara kedua hiposenter. Sehingga kesalahan model kecepatan bisa diminimalkan.



Gambar 2.6 Ilustrasi dari algoritma metode DD (Waldhauser and Ellsworth, 2000). Gempa i dan j direlokasi bersama terhadap stasiun k dan l. Waktu tempuh residual relatif antara kedua hiposenter yang saling berdekatan dalam satu *cluster* dapat di formulasikan dengan:

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (2.13)$$

Dimana,

i dan j = dua hiposenter yang saling berdekatan

k dan l = dua stasiun yang merekam kedua kejadian gempa tersebut

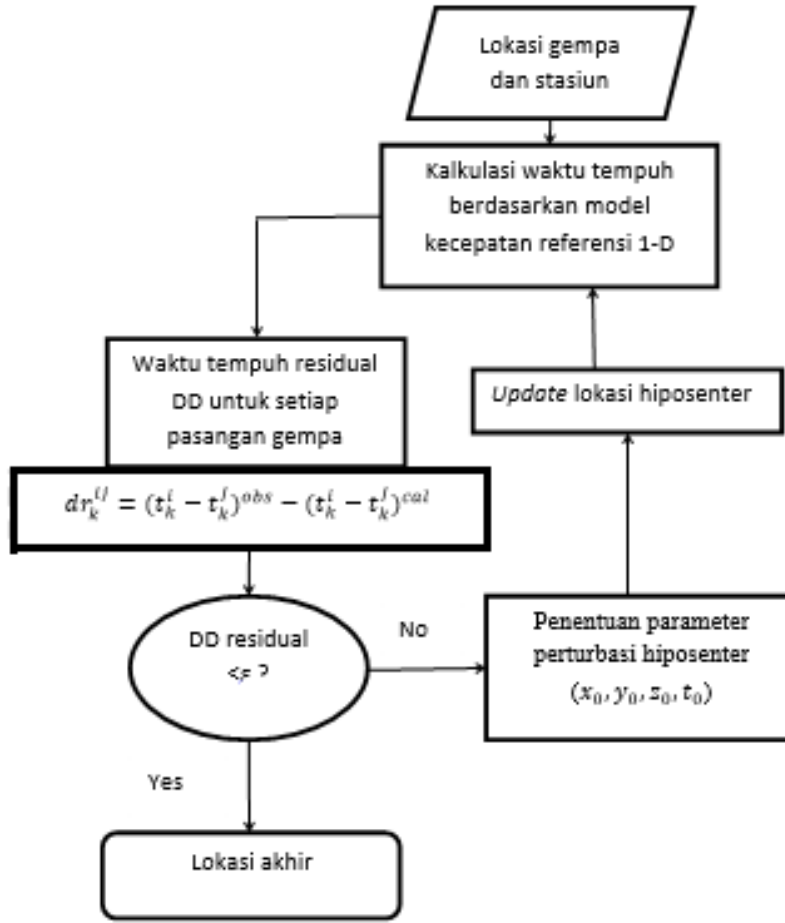
t_k^i = waktu tempuh dari gempa i yang direkam oleh stasiun

dr_k^{ij} = waktu tempuh residual antara pasangan gempa i dan j pada stasiun k

t^{obs} = waktu tempuh observasi (yang terekam oleh stasiun penerima)

t^{cal} = waktu tempuh kalkulasi (diperoleh dari perhitungan berdasarkan *ray tracing* pada model kecepatan Jepang)

Dalam perhitungan relokasi hiposenter pada studi ini, seluruh gempa dianggap berada pada satu *cluster*. *Ray tracing* untuk perhitungan waktu tempuh pada *HypoDD* menggunakan prinsip pseudo-bending (setiap *raypath* dugaan selalu mencapai stasiun, walaupun belum tentu sesuai dengan Hukum Snell). Hasil perhitungan *HypoDD* yang ditunjukkan hanya untuk gempa utama.



Gambar 2.7. Diagram alir algoritma *HypoDD* (dimodifikasi dari Sahara, 2009)

Pada gambar 2.7 yang dimaksud dengan perturbasi hiposenter x_0, y_0, z_0 , adalah posisi awal hiposenter (*longitude, latitude*, dan kedalaman). Sedangkan t_0 adalah waktu terjadinya gempa. Persamaan yang digunakan dalam perhitungan *double difference* menurut Waldhauser dan Ellsworth (2000):

$$WGm = Wd \quad (2.14)$$

Dimana,

W = matriks diagonal untuk pembobotan setiap persamaan

G = matriks turunan parsial parameter hiposenter

m = data vektor perturbasi parameter setiap hiposenter pada satu *cluster*, yaitu $[dx \ dy \ dz \ dt]^T$

d = data waktu tempuh residual untuk setiap pasangan gempa yang diterima pada suatu stasiun, yaitu $[dr_k^{12} dr_k^{13} dr_k^{23} \dots dr_k^{ij}]^T$.

BAB 3

METODA PENELITIAN

3.1 Jenis Penelitian

Jenis penelitian yang dilakukan merupakan jenis penelitian laboratorium berbasis komputasi.

3.2 Alur Kerja Penelitian

1. Studi Pustaka

Tahapan ini bertujuan untuk mendapatkan referensi tentang teori-teori pendukung dan memperkuat dan mempertajam analisa hasil penelitian.

2. Pemilihan Data

Data gempa bumi diperoleh dari www.fnet.bosai.go.jp dengan batasan koordinat, yaitu 20° LU – 50° LU dan 118° BT – 156° BT. Data yang digunakan memiliki magnitudo $M \geq 5.0$ SR.

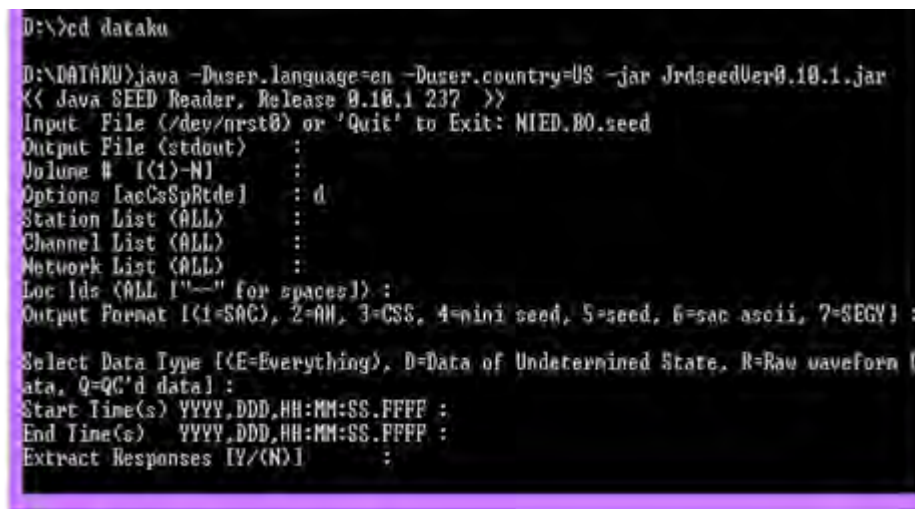
The screenshot shows the NIED Earthquake Mechanism Search interface. The search criteria are as follows:

Search Criteria	Value
Time Zone	UT (Universal Time)
Start Date	Year: 2014, Month: 01, Day: 01, Hour: 00, Min: 01
End Date	Year: 2015, Month: 12, Day: 31, Hour: 23, Min: 59
Latitude / Longitude	20 N - 50 N, 118 E - 156 E
JMA Depth	45 km - 900 km
JMA Magnitude	Mj 5.0 - 9.9
Region name	Not specify

Gambar 3.1 link download data gempa www.fnet.bosai.go.jp

3. Pengolahan Data

Data gempa yang diperoleh memiliki ekstensi file seed. Kemudian data tersebut diconvert menggunakan *Command Prompt* CMD sedemikian sehingga ekstensi file berubah menjadi SAC. Dalam bentuk SAC, data tersebut kemudian diolah dengan menggunakan software winquake (berupa *picking* gelombang P), hasil keluaran berupa *travel time*. Hasil *picking* gelombang P akan menjadi input ke dalam program *hypoDD* untuk mendapatkan hasil berupa relokasi hiposenter.



```
D:\>cd dataku
D:\DATAKU>java -Duser.language=en -Duser.country=US -jar Jrdseed0.10.1.jar
<< Java SEED Reader, Release 0.10.1 237 >>
Input File (/dev/nrst0) or 'Quit' to Exit: NIED.B0.seed
Output File (stdout)      :
Volume # 1(1)-N1         :
Options [acCsSpRtdel]    : d
Station List (ALL)       :
Channel List (ALL)       :
Network List (ALL)       :
Loc Ids (ALL ["-" for spaces]) :
Output Format 1(1-SAC), 2-AN, 3-CSS, 4=mini seed, 5=seed, 6=sac ascii, 7=SEGY) :
Select Data Type [(E=Everything), D=Data of Undetermined State, R=Raw waveform data, Q=QC'd data] :
Start Time(s) YYYY.DDD.HH:MM:SS.FFFF :
End Time(s)   YYYY.DDD.HH:MM:SS.FFFF :
Extract Responses [Y/(N)]      :
```

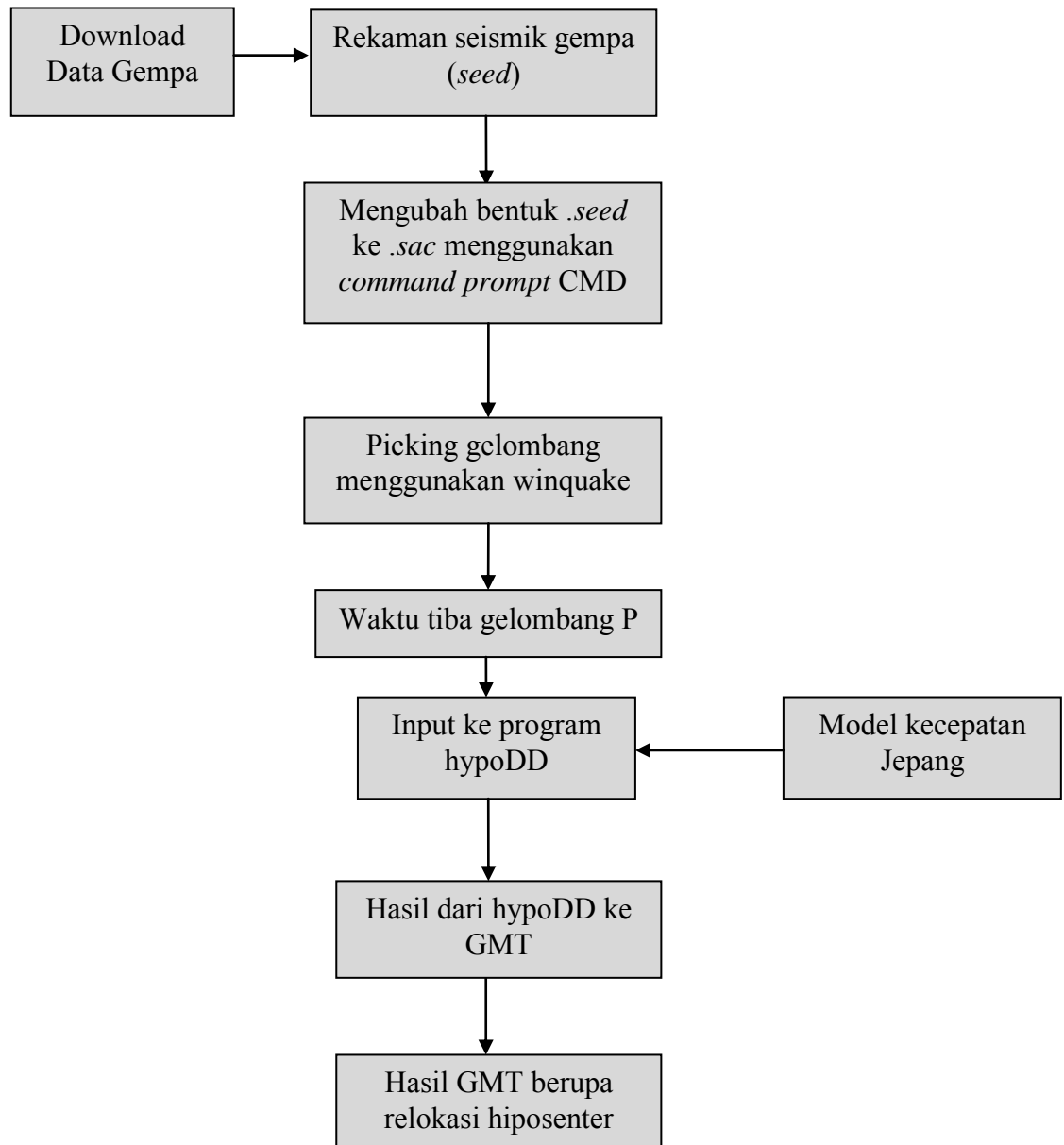
Gambar 3.2 *Command Prompt* CMD

Dalam program *hypoDD* ada 3 *software* yang sangat dibutuhkan yaitu GMT (*Generic Mapping Tool*) untuk pemetaan, *Cygwin* untuk *running* dan *notepad ++* untuk mengedit data. Ada dua hal yang penting dalam penggunaan *hypoDD* yaitu *Ph2dt* dan *HypoDD*.

Fungsi dari *Ph2dt* adalah menganalisa parameter gempa yang diinput dari hasil konversi data katalog gempa berupa waktu tiba gelombang. Output dari *Ph2dt* adalah *event.dat*, *dt.ct*, dan *stasiun.dat*. ketiga output ini yang digunakan sebagai input pada *HypoDD*. Kemudian dilakukan pengolahan untuk mendapatkan hasil yang terbaik dengan metode perulangan (geiger). Output dari *HypoDD* adalah *HypoDD.res*, *HypoDD reloc*, *HypoDD.sta*, dan *HypoDD.loc*. *HypoDD.res* untuk melihat nilai residual dari hasil relokasi yang didapatkan. *HypoDD.reloc* untuk melihat hasil relokasi. Hasil relokasi berupa (lat,long,depth)

selanjutnya dapat diplot di GMT untuk pemetaan. HypoDD.sta untuk melihat stasiun-stasiun yang mencatat. HypoDD.loc untuk melihat data gempa sebelum direlokasi.

3.3. Rancangan Penelitian



Gambar 3.3 Langkah-langkah penelitian

❖ Parameterisasi model kecepatan

Model referensi kecepatan gelombang P menggunakan model kecepatan wilayah Jepang yang berasal dari www.fnet.bosai.go.jp untuk kedalaman 0 hingga 425 km. Model referensi yang digunakan seperti pada Tabel 3.1. Rasio V_p/V_s adalah tetap. Rasio V_p/V_s berperan penting pada penentuan lokasi gempa bumi.

Tabel 3.1 Parameter model kecepatan wilayah Jepang

Depth	Thickness	Pvelocity	Svelocity	Density	Qp	Qs
<i>(km)</i>	<i>(km)</i>	<i>(km/s)</i>	<i>(km/s)</i>	<i>(kg/m³)</i>		
0	3	5.5	3.14	2300	600	300
3	15	6	3.55	2400	600	300
18	15	6.7	3.83	2800	600	300
33	67	7.8	4.46	3200	600	300
100	125	8	4.57	3300	600	300
225	100	8.4	4.8	3400	600	300
325	100	8.6	4.91	3500	600	300
425	-	9.3	5.31	3700	600	300

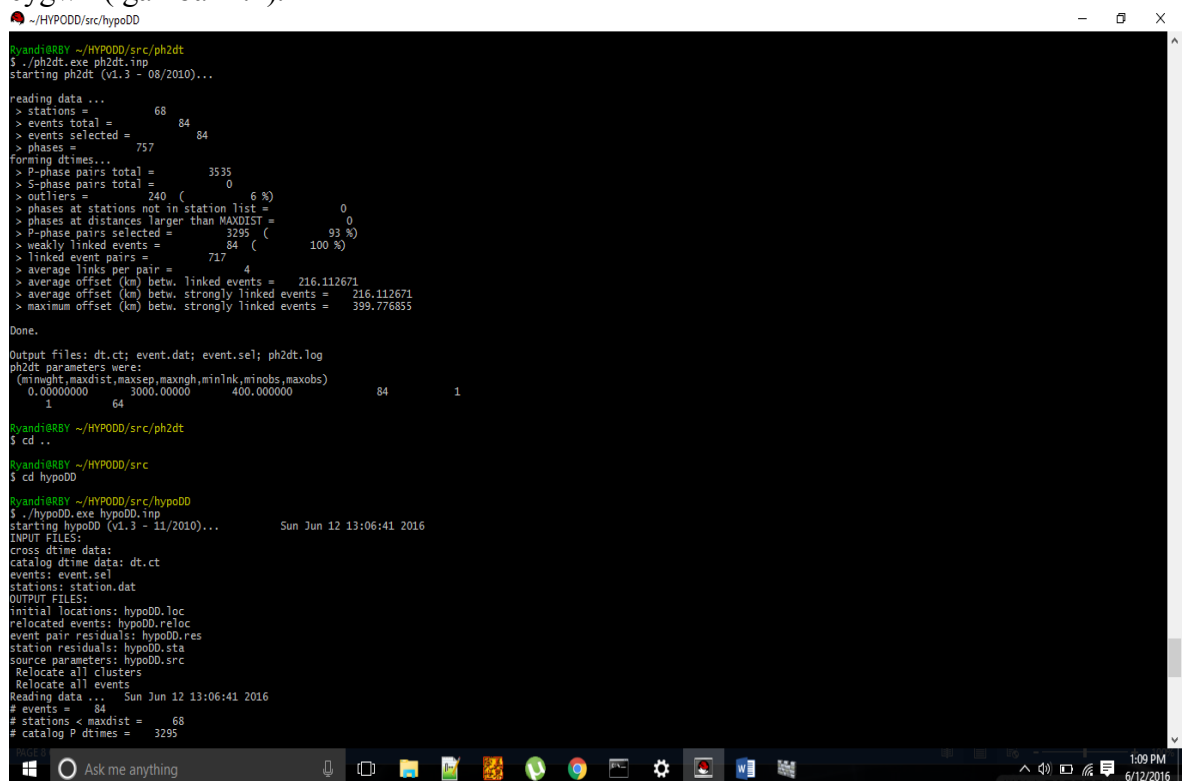
Sumber: www.fnet.bosai.go.jp (Kubo,A.,E.Fukuyama,H.Kawai,K.Nonomura,2002)

BAB 4

HASIL PENELITIAN DAN PEMBAHASAN

4.1 Analisis pengolahan data dengan hypoDD

Data gempa yang diperoleh dari www.fnet.bosai.go.jp dilakukan picking gelombang P dengan menggunakan winquake. Hasil yang diperoleh berupa waktu tiba gelombang P yang selanjutnya digunakan untuk data input dalam hypoDD. Waktu tiba gelombang P yang diperoleh, diinput kedalam folder ph2dt pada file phase.dat yang berisi latitude, longitude, dan waktu tiba gelombang P dari masing-masing stasiun yang merekam dari tiap event. Selanjutnya dalam folder ph2dt menginputkan latitude dan longitude dari masing-masing stasiun yang merekam dari event gempa di Jepang. Kemudian mengedit nilai *maxdist*, *maxsep*, *minlnk*, dan *minobs* pada file ph2dt.inp dan merunningnya dengan menggunakan cygwin(gambar 4.1).



```
~/HYP0DD/src/hypoDD
Ryandi@RBY: ~/HYP0DD/src/ph2dt
$ ./ph2dt.exe ph2dt.inp
starting ph2dt (v1.3 - 08/2010)...

reading data ...
> stations = 68
> events total = 84
> events selected = 84
> phases = 757
forming dtimes...
> P-phase pairs total = 3535
> S-phase pairs total = 0
> outliers = 240 ( 6 %)
> phases at stations not in station list = 0
> phases at distances larger than MAXDIST = 0
> P-phase pairs selected = 3295 ( 93 %)
> weakly linked events = 84 ( 100 %)
> linked event pairs = 717
> average links per pair = 4
> average offset (km) betw. linked events = 216.112671
> average offset (km) betw. strongly linked events = 216.112671
> maximum offset (km) betw. strongly linked events = 399.776855

Done.

Output files: dt.ct; event.dat; event.sel; ph2dt.log
ph2dt parameters were:
(minwght,maxdist,maxsep,maxngh,minlnk,minobs,maxobs)
0.00000000 3000.00000 400.000000 84 1
1 64

Ryandi@RBY: ~/HYP0DD/src/ph2dt
$ cd ..
Ryandi@RBY: ~/HYP0DD/src
$ cd hypoDD
Ryandi@RBY: ~/HYP0DD/src/hypoDD
$ ./hypoDD.exe hypoDD.inp
starting hypoDD (v1.3 - 11/2010)... Sun Jun 12 13:06:41 2016

INPUT FILES:
cross dtme data:
catalog dtme data: dt.ct
events: event.sel
stations: station.dat
OUTPUT FILES:
initial locations: hypoDD.loc
relocated events: hypoDD.reloc
event pair residuals: hypoDD.res
station residuals: hypoDD.sta
source parameters: hypoDD.src
Relocate all clusters
Relocate all events
Reading data ... Sun Jun 12 13:06:41 2016
# events = 84
# stations < maxdist = 68
# catalog P dtimes = 3295
```

Gambar 4.1 Proses running ph2dt.inp dengan cygwin

Hasil yang diperoleh dari proses running ph2dt.inp berupa file *event.dat*, *dt.ct*, dan *stasiun.dat* yang selanjutnya dicopy kedalam folder hypoDD. Kemudian mengedit hypoDD.inp pada folder hypoDD. Setelah itu running file hypoDD.inp kedalam cygwin yang hasilnya berupa hypoDD.reloc (gambar 4.2). Hasil relokasi berupa (lat,long,depth) yang selanjutnya diplot di GMT untuk pemetaan.

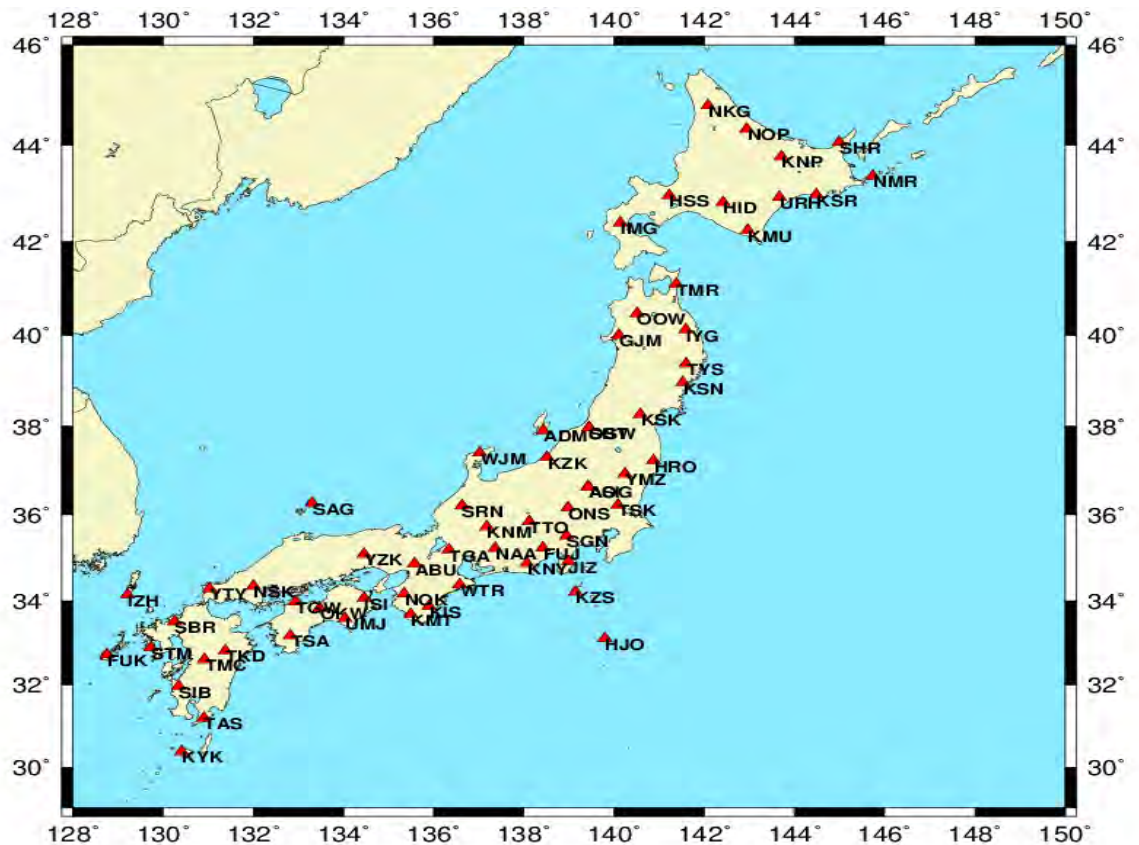
```

~/HYPDD/src/hypoDD
$ ./hypoDD.exe hypoDD.inp
starting hypoDD (v1.3 - 11/2010)... Sun Jun 12 13:06:41 2016
INPUT FILES:
cross dtme data:
catalog dtme data: dt.ct
events: event.sel
stations: station.dat
OUTPUT FILES:
initial locations: hypoDD.loc
relocated events: hypoDD.reloc
event pair residuals: hypoDD.res
station residuals: hypoDD.sta
source parameters: hypoDD.src
Relocate all clusters
Relocate all events
Reading data ... Sun Jun 12 13:06:41 2016
# events = 84
# stations < maxdist = 68
# catalog P dtimes = 3295
# dtimes total = 3295
# events after dtme match = 82
# stations = 59
Clustering ...
Clustered events: 82
Isolated events: 0
# clusters: 3
Cluster 1: 67 events
Cluster 2: 13 events
Cluster 3: 2 events
RELOCATION OF CLUSTER: 1 Sun Jun 12 13:06:41 2016
Reading data ... Sun Jun 12 13:06:41 2016
# events = 67
# stations < maxdist = 68
# catalog P dtimes = 3112
# dtimes total = 3112
# events after dtme match = 67
# stations = 46
Initial trial sources = 67
IT EV CT RMSCT RMSST DX DY DZ DT OS AQ CND
% % % % % m m m m m
1 100 90 963 -26.7 0 2828 140212808 144 0 1 15
2 1 99 89 923 -4.1 2810 2635 129010721 133 3554 0 15
3 99 87 788 -14.7 2810 1240 732 4164 61 3554 1 15
4 2 97 86 782 -0.7 1672 1229 737 2986 59 2410 0 15
5 3 97 85 714 -8.7 1556 640 511 2539 40 1547 0 15
6 97 83 661 -7.5 1556 454 416 2082 31 1547 1 15
7 4 96 81 645 -2.5 1587 427 403 1161 28 1392 0 15
writing out results ...
RELOCATION OF CLUSTER: 2 Sun Jun 12 13:06:43 2016
Reading data ... Sun Jun 12 13:06:43 2016

```

Gambar 4.2 Proses running hypoDD.inp dengan cygwin

Data gempa yang diperoleh berada pada rentan posisi 20°LU - 50°LU dan 118°BT - 156°BT. Waktu terjadinya gempa yang diteliti merupakan gempa yang terjadi pada tanggal 1 Januari 2014 hingga 31 Desember 2015. Total *events* yang diteliti sebanyak 79 *events* gempa dengan rentan kekuatan 5 SR – 9.9 SR dan tersebar pada kedalaman 45 km – 900 km. Total stasiun yang digunakan sebanyak 68 stasiun pencatat gempa (gambar 4.3).

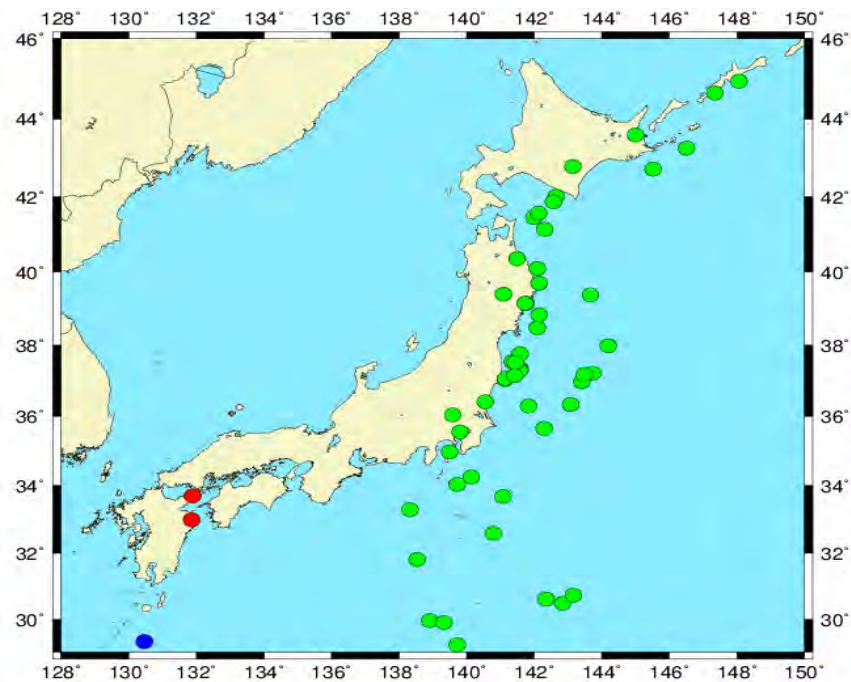


Gambar 4.3 Posisi stasiun pencatat gempa pada wilayah Jepang.

4.2 Relokasi Dengan Metode *Double Difference*

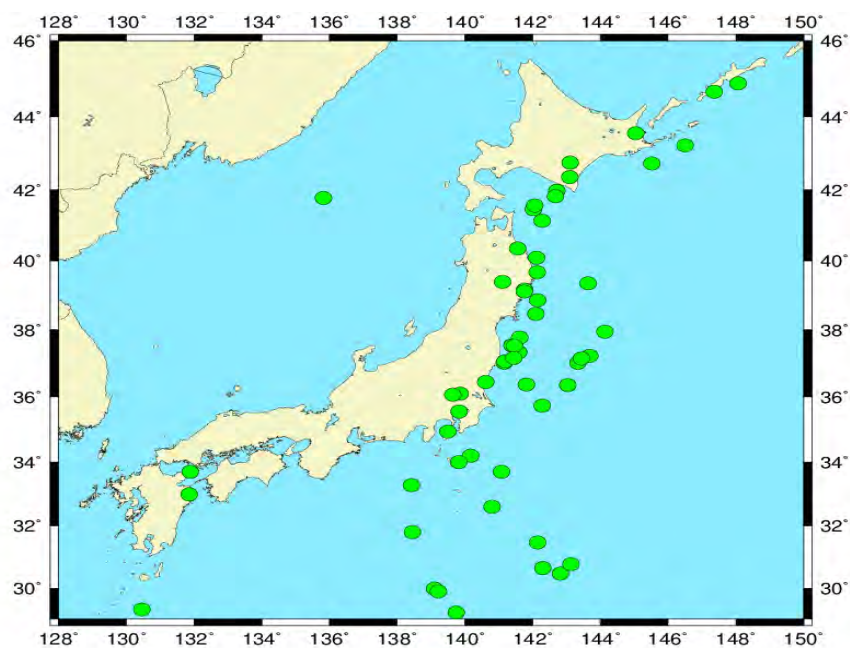
Pada file `ph2dt.inp` parameter jarak antara gempa dengan stasiun (`MAXDIST`) yaitu 3000 km sedangkan jarak maksimal antara pasangan gempabumi dengan pasangan gempabumi lainnya (`MAXSEP`) ditentukan nilai sebesar 400 km. Pemberian nilai tersebut didasarkan pada kondisi yang dibutuhkan agar algoritma *double difference* bisa berjalan. Syarat utama algoritma *double difference* membutuhkan kondisi dimana pasangan gempa harus lebih dekat daripada jarak antara gempa dengan stasiun. Total gempa yang terelokasi sebanyak 79 *events* yang dibagi menjadi tiga *cluster*, 64 *events* untuk *cluster* pertama, 13 *events* untuk *cluster* kedua dan 2 *events* untuk *cluster* ketiga (gambar 4.4).

Berdasarkan gambar 4.4 terlihat *cluster* 1, *cluster* 2, dan *cluster* 3 saling terpisah. Hal ini diakibatkan oleh jarak maksimum gempa yang terpisah antara *cluster* satu dan yang lain melebihi nilai parameter yang ditentukan.

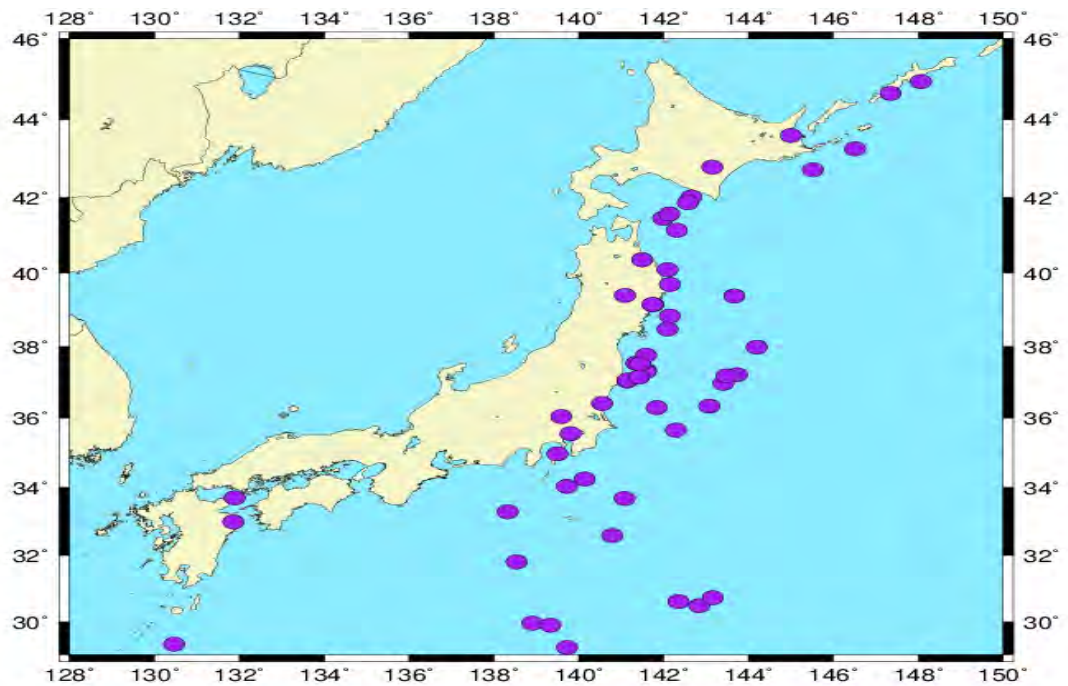


Gambar 4.4 Hasil relokasi tiap cluster pada wilayah Jepang (hijau= cluster 1, merah= cluster 2, dan biru= cluster 3)

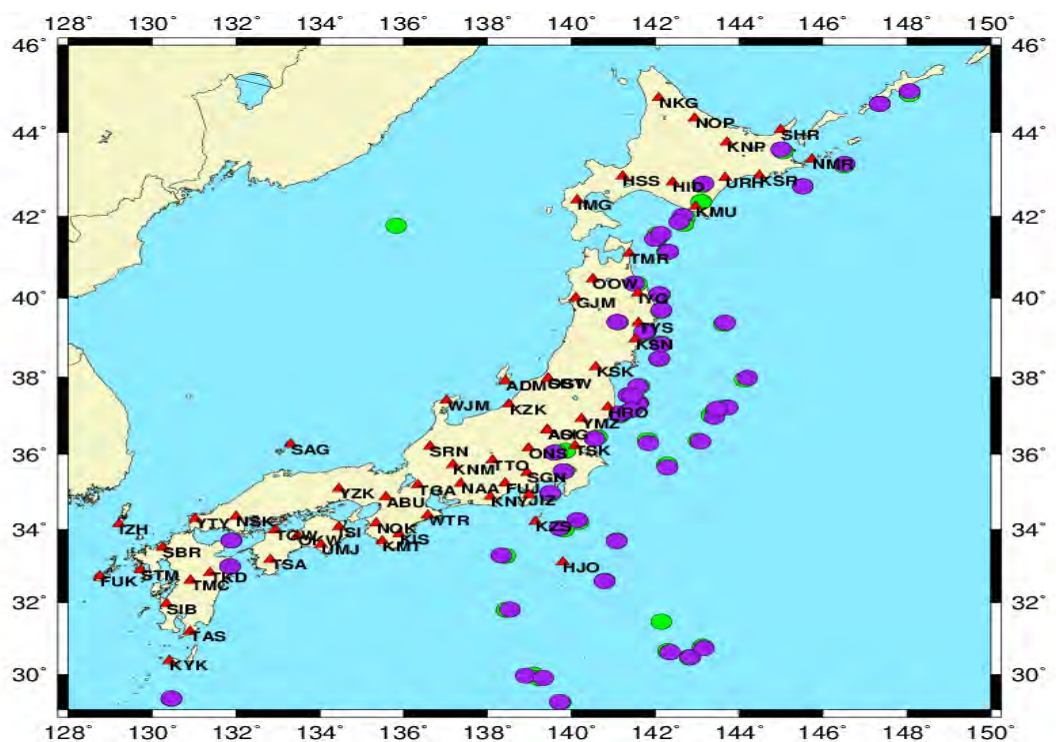
Hasil dari penentuan hiposenter awal dan setelah relokasi menggunakan metode *double difference* untuk data gempabumi wilayah Jepang tahun 2014-2015 (gambar 4.5, gambar 4,6, dan gambar 4,7).



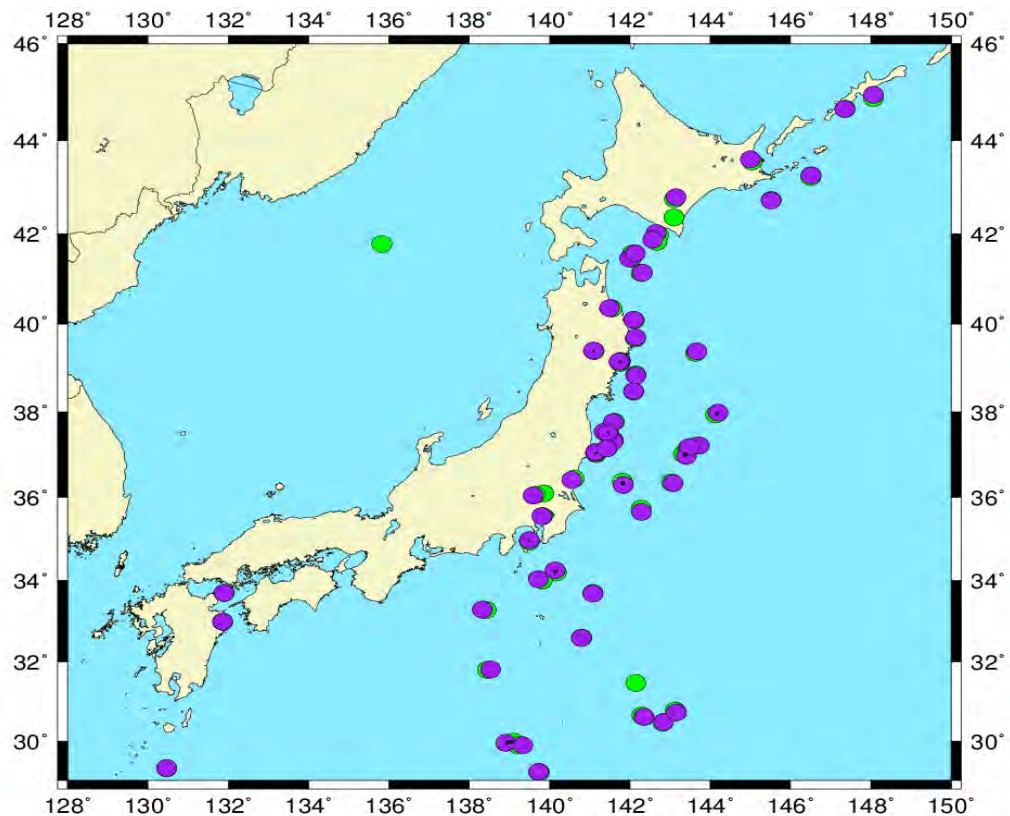
Gambar 4.5 Plot hiposenter sebelum dilakukan relokasi



Gambar 4.6 Plot hiposenter setelah dilakukan relokasi



Gambar 4.7 Plot stasiun gempa dan hiposenter sebelum dan setelah dilakukan relokasi (hijau= sebelum direlokasi, ungu= setelah direlokasi)



Gambar 4.8 Plot hiposenter sebelum dan setelah dilakukan relokasi (hijau= sebelum direlokasi, ungu= setelah direlokasi).

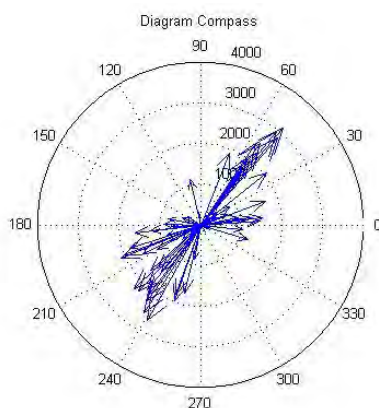
Pada penelitian ini, gempabumi yang berhasil terelokasi sejumlah 79 dari 84 *event*. Pengurangan yang terjadi sejumlah 5 *event*. Hal ini terjadi akibat 5 data gempa tersebut tidak memenuhi syarat kondisi berdasarkan prinsip dari *double difference* itu sendiri. Kejadian tersebut terjadi akibat proses pengiterasian dan kurang mendapatkan pengaruh dari gempabumi lainnya, sehingga posisi gempabuminya menjadi labil dan mudah untuk bergeser ke atas permukaan.

Peta di atas merupakan tampilan distribusi hiposenter gempabumi setelah direlokasi (Gambar 4.6) dan perbandingan sebelum dan setelah relokasi hiposenter gempabumi (Gambar 4.7). Berdasarkan tampilan pada Gambar 4.7 menunjukkan bahwa distribusi hiposenter gempabumi semakin rapat jika dibandingkan sebelum relokasi. Kejadian tersebut terlihat jelas karena gempabumi yang sebelumnya tersebar, kini dirapatkan membentuk beberapa *cluster*. Pengelompokan tersebut lebih dominan terjadi karena tidak direlokasinya atau

dihilangkannya gempabumi yang tidak memiliki pasangan gempabumi dengan syarat kondisi yang telah diberikan. Sehingga tampilan distribusi hiposenter gempabuminya terlihat mengumpul. Selain itu, kejadian tersebut diakibatkan oleh pengaruh gempabumi disekitarnya, sehingga posisi gempabumi dapat ditarik dekat dengan kumpulan pasangan gempabumi yang awalnya telah terbentuk dengan baik.

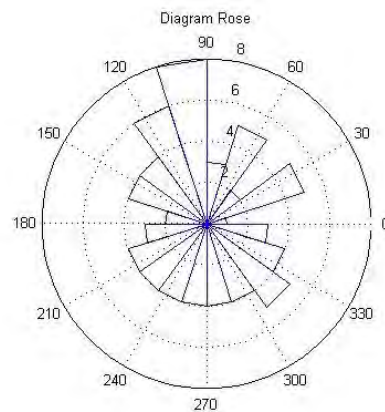
4.3 Diagram Kompas dan Rose

Gambar 4.9 dan 4.10 adalah diagram yang menunjukkan perubahan posisi hiposenter gempabumi setelah direlokasi menggunakan hypoDD. Penggambaran dengan kedua diagram ini untuk menunjukkan pola perubahan secara lebih sederhana.



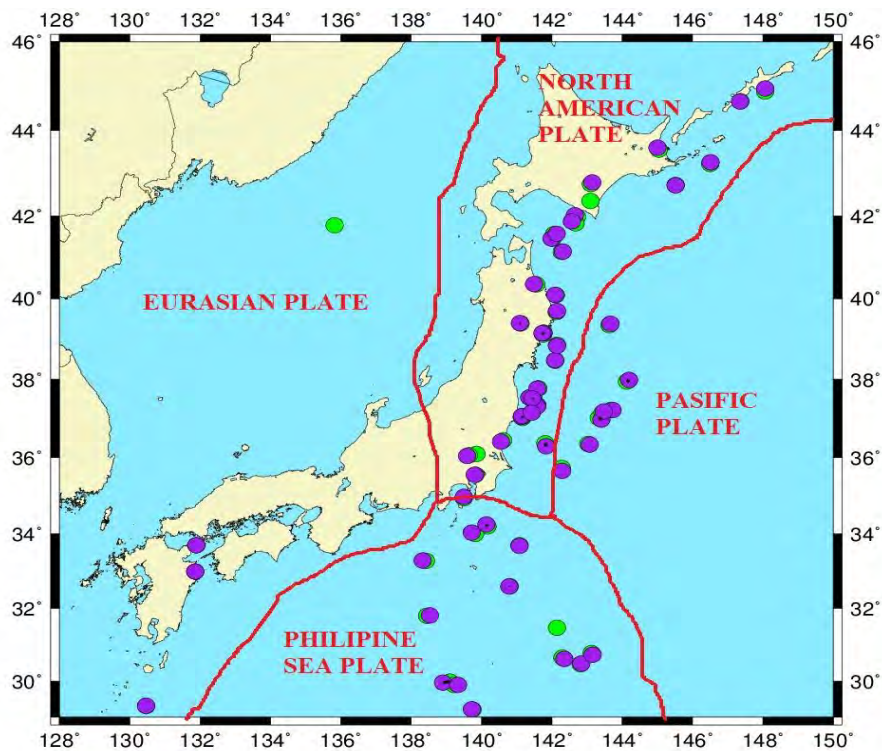
Gambar 4.9 Diagram kompas hasil relokasi sumber gempabumi.

Pada diagram ini tanda panah menunjukkan arah pergeseran, sedangkan lingkaran dengan dengan skala 1000 hingga 4000 menunjukkan jarak pergeseran dalam km. Dari diagram kompas tersebut nampak bahwa ada 1 gempabumi dengan pergeseran lebih dari 2000 km. Jumlah ini sangat kecil bila dibandingkan dengan jumlah total gempabumi yang hasil relokasi yaitu 79 *event* gempabumi. Hal ini menunjukkan bahwa metode hypoDD ini cukup efektif karena hanya sedikit gempabumi yang mengalami perubahan posisi besar.



Gambar 4.10 Diagram *rose* hasil relokasi sumber gempabumi

Gambar 4.10 adalah diagram *rose* yang menunjukkan jumlah gempabumi dan interval sudut perubahan arah relokasi. Pada diagram ini skala 0 hingga 330 menunjukkan interval sudut pergeseran setelah dilakukan relokasi sedangkan lingkaran dengan skala 2 hingga 6 menunjukkan jumlah *event* gempabumi. Dari diagram tersebut nampak pergeseran sumber gempabumi setelah direlokasi menyebar ke segala arah dan tidak memiliki kecenderungan kearah tertentu. Namun demikian perubahan hiposenter gempabumi terbanyak pada arah utara, hal ini kemungkinan akibat distribusi stasiun dan distribusi gempabumi di wilayah Jepang bagian utara lebih rapat. Beberapa faktor yang mempengaruhi hasil relokasi diantaranya adalah model kecepatan, konfigurasi stasiun dan ada tidaknya kelompok gempabumi yang membentuk *cluster*. Apabila banyak *cluster* yang dapat dibentuk maka kemungkinan makin banyak gempabumi yang mengalami perbaikan hiposenternya.

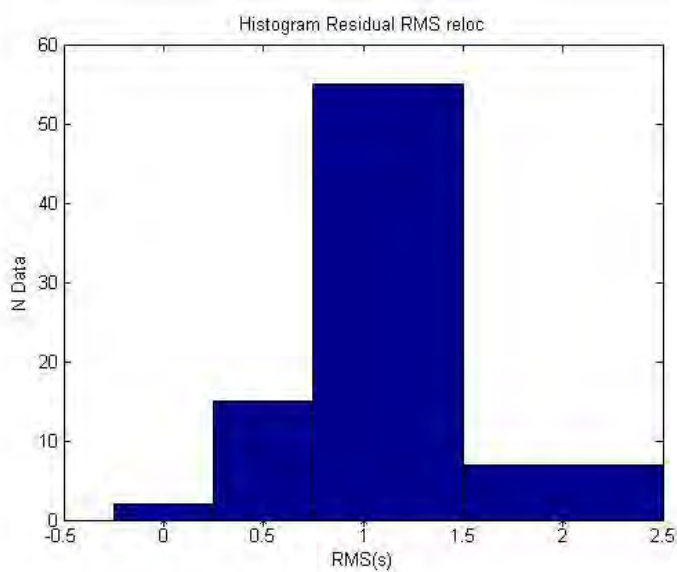


Gambar 4.11 Lempeng tektonik di Jepang

Dari gambar 4.11 terlihat bahwa persebaran gempa di Jepang terjadi sebagai akibat dari patahan naik pada batas antarmuka antara lempeng utama Amerika Utara (yang meluas ke sudut timur laut dari daratan Eurasia) dan subduksi lempeng Pasifik. Lempeng Pasifik bergerak ke barat laut relatif terhadap lempeng Amerika Utara. Selain itu, Jepang mengalami gempa bumi besar yang berasal dari interior subduksi lempeng Pasifik. Disamping mengalami gempa naik besar yang berasal dari permukaan di antara kedua lempeng, Jepang mengalami gempa besar yang berasal dari dalam Lempeng Pasifik. Distribusi kejadian gempa yang terjadi berada pada daerah perbatasan lempeng yang mengalami subduksi dimana hasil dari subduksi ini menjadikan area tersebut memiliki deretan gunung api yang sesuai dengan kondisi geologi Jepang yaitu merupakan area yang termasuk dalam *ring of fire*.

4.4 Histogram RMS Hasil Relokasi

Gambar 4.12 menunjukkan histogram residual dari waktu tempuh gelombang P yaitu perbedaan antara waktu tempuh pengamatan dan perhitungan. Dari histogram tersebut nampak bahwa nilai-nilai residual setelah dilakukan relokasi hiposenter gempa bumi menggunakan hypoDD lebih banyak yang kurang dari 1. Dengan demikian dapat dikatakan bahwa relokasi hiposenter gempa bumi dengan memanfaatkan teknik *clustering* menggunakan hypoDD memberikan nilai residual yang baik.



Gambar 4.12 Histogram RMS Hasil Relokasi

KESIMPULAN DAN SARAN

Kesimpulan

Dari hasil relokasi data gempabumi pada wilayah Jepang tahun 2014-2015 dengan menggunakan hypoDD dapat disimpulkan sebagai berikut:

- Persebaran gempa bumi di Jepang didominasi pada batas lempeng antara Amerika Utara dengan lempeng Pasifik.
- Histogram RMS hasil relokasi menunjukkan nilai-nilai residual setelah dilakukan relokasi hiposenter gempabumi menggunakan hypoDD lebih banyak yang kurang dari 1.

Saran

- Dalam mengedit file ph2dt.inp dan hypoDD.inp sebaiknya dicoba berulang kali agar hasil yang diperoleh memiliki nilai residual yang bagus.

DAFTAR PUSTAKA

- Afnimar (2009), *Seismologi*, Penerbit ITB, Bandung.
- Console, R. dan Giuntini, A. (2006), "An Algorithm for Double Difference Joint Hypocenter Determination: Application to the 2002 Molise (Central Italy) Earthquake Sequence", *Annals of Geophysics*, Vol. 49, No. 2-3, hal. 841-852.
- Frohlich, C. (1979), "An Efficient Method for Joint Hypocenter Determination for Large Groups of Earthquake", *Computers and Geosciences*, Vol. 5, No. 3-4, hal. 387-389.
- Gunawan. 1985. "Penentuan *Hipocenter* dan Origin Time Gempa Lokal Dengan Metode Geiger". Thesis. UGM.
- Kanamori, H. (1977), The Energy Release in Great Earthquake, [*Journal of Geophysical Research*](#), Vol. 82, No. 20, hal. 2981-2987.
- Kanamori, H. (1983), "Magnitude Scale and Quantification of Earthquakes", *Tectonophysics*, Vol. 93, No. 3-4, hal. 185-199.
- Katili, J.A. (1978), "Past and Present Geotectonic Position of Sulawesi, Indonesia", *Tectonophysics*, Vol. 45, No. 3, hal. 289-322.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R. and Buland R. (1995), "Constraints on Seismic Velocities in the Earth from Travel Times" *Geophys. J. Int.*, Vol. 122, No. 1, hal. 108-124.
- McCalpin, James P. (2009), Appendix 1: Earthquake Magnitude Scales. Dalam *Paleoseismology*, Volume 95, 2nd edition, eds. McCalpin, James P., Academic Press, California.
- Nugraha, A.D., Suantika, G. dan Widiyantoro, S., Relokasi *Hipocenter* Gempa Vulkanik Gunung Guntur Menggunakan Model Kecepatan Tiga Dimensi, *Jurnal Geofisika*, No.2, 20-26, 2006.
- Pujol, J. (2000), "Joint Event Location - The JHD Technique and Applications to Data from Local Seismic Networks", dalam *Advances in Seismic Event Location*, eds. Thurber, C., dan Rabinowitz, N., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, hal. 163-204.
- Puspito, N. T., Yamanaka, Y., Miyatake, T., Shimazaki, K. and Hirahara, K. (1993). "Three-dimensional P-wave velocity structure beneath the Indonesian region", *Tectonophysics*, 220, 175-192.

- Richter, C.F. (1935), "An Instrumental Earthquake Magnitude Scale", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 25, No. 1, hal. 1-32.
- Sahara, D.P., 2009. Pengembangan dan Aplikasi Metode *Cluster* dengan Analisis Multiplet *Clustering* untuk Penentuan Lokasi *Hipocenter* yang Akurat: Studi Kasus Gunung Kelud. Tugas Akhir Sarjana, ITB, Bandung.
- Santoso, Djoko (2002), *Pengantar Teknik Geofisika*, Penerbit ITB, Bandung.
- Skinner, B.J. dan Porter, S.C. (1987), *Physical Geology*, John Wiley & Sons, New York.
- Smith, E. (1982), "An efficient Algorithm for Routine Joint Hypocentre Determination", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 30, No. 2-3, hal. 135-144.
- Stein, S. & Wysession, M. (2003), *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*, Blackwell Publishing, Oxford.
- Thurber, C. 1983. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California, *J. Geophys.Res.* 88, 8226–8236.
- Um, Junho dan Clifford Thurber. *A Fast Algorithm for Two Point Seismic Ray Tracing*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.77, No.33, pp. 972-986, June 1987.
- Waldhauser, F. and Ellsworth, W.L., 2000. "A Double-difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California". *Bull. Seismo. Soc. Am.* Vol. 90, 1353-1368.
- Widiyantoro, S. and van der Hilst, R. D. (1996). "Structure and evolution of lithospheric slab beneath the Sunda arc", *Indonesia, Science*, 271, 1566-1570.
- Widiyantoro, S. and van der Hilst, R. D. (1997). "Mantle structure beneath Indonesia inferred from high-resolution tomographic imaging", *Geophysical Journal International*, 130, 167-182.

www.fnet.bosai.go.jp

www.orfeus.org

BIODATA PENULIS



Andrias Sanggra Wijaya, lahir di Probolinggo pada tanggal 7 Juni 1989, merupakan anak pertama dari 3 bersaudara. Penulis telah menempuh pendidikan formal di SDN 1 Gending, SMPN 2 Gending, SMAN 1 Gending, S1 Pendidikan Fisika UNESA angkatan 2007 dan S2 Fisika ITS angkatan 2013. Di Jurusan Fisika ini, penulis mengambil bidang minat studi fisika bumi. Selama menjadi mahasiswa S1 Fisika UNESA penulis aktif dalam organisasi kampus. Selain itu, penulis juga aktif sebagai Asisten Laboratorium Fisika Dasar Unesa. Selama menjadi mahasiswa S2 Fisika ITS, penulis mengikuti penelitian, publikasi artikel ilmiah dalam seminar Nasional HFI Jawa Tengah-DIY, dan kegiatan yang diselenggarakan oleh jurusan. Kritik dan saran dapat dikirim ke email: wijaya13@mhs.physics.its.ac.id